Das Wärmebild der Quellen eines Bergabhanges in den Alpen

Von

Fritz Kerner-Marilaun
korr. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Vorgelegt in der Sitzung am 9. Februar 1939)

Vor Jahren stellte ich mir die Aufgabe, durch Temperaturmessungen aller Quellen eines Berghanges ein Gesamtbild alpiner Hydrothermik zu gewinnen. Das für die Untersuchung gewählte Gelände war das zwischen dem Val Mariz und Val Zam gelegene Nordgehänge des Steinacherjoches. Es kommen da die beiden Begrenzungsflächen der Rhätkalktafel zum Ausstrich, welche sich zwischen den unteren und mittleren der drei Quarzphyllitkeile einschiebt, in welche sich die Steinacherdecke bei ihrer Verzahnung mit der Ötztalerdecke zerspaltet. Dann streicht an diesem Gehänge die Auflagerungsgrenze der oberkarbonischen Quarzkonglomerate auf die Phyllite des mittleren Deckenkeils aus. Sie ist ein Quellhorizont. Es sind aber auch innerhalb der karbonischen Schotterdecke Quellen schaffende tonige Einlagen vorhanden. Die erwähnte Kalktafel ist aber zu sehr zerstückt, als daß ihre gleichfalls zerrüttete Unterlage in größeren Ausmaßen als Wasserstauer wirken könnte. Die Quarzphyllite sind von einem Mantel von Verwitterungsschichten umhüllt, die in ihrem Bereiche austretenden Quellen sohin großenteils als Schuttquellen zu werten. Die Quellen am Fuße des Hanges treten aus der diesen begleitenden südlichen Ufermoräne des Gletschers des Gschnitzstadiums aus.

Bestimmung der Seehöhen. Zur Bestimmung der Seehöhen der Quellen dienten ein in Fünftelgrade geteiltes Luftthermometer und ein Bourdon'sches Aneroid, das im Laufe vieler Jahre eine nicht unerhebliche Standänderung erfahren, an Empfindlichkeit aber nichts eingebüßt hat. Die möglichen Vorsorgen für die Gewinnung nicht verzerrter Werte der Luftwärme und für die Ablesung von dem Luftdruck genau entsprechenden Zeigereinstellungen des Aneroids wurden getroffen. Die Ablesungen fanden meist zugleich mit den Temperaturmessungen der Quellen statt, so daß ihre Zahl im allgemeinen jener der letzteren gleichkam. Die korrespondierenden Werte der Luftwärme und des Luftdruckes an der Basisstation (die in 1215 *m* Höhe lag) wurden durchwegs durch Interpolation aus den beim Verlassen und Wiedererreichen dieser Station beobachteten Werten erhalten. Die Bestimmung der Höhendifferenzen geschah mittels der Formel von Babinet.

Die Spielräume der für die einzelnen Quellen gefundenen Höhen schwanken zwischen 4 und 20 *m*. Wetterwechsel, wie sie auch an den Messungstagen nicht ausblieben, konnten eine teilweise Nichterfüllung jener Voraussetzungen bedingen, auf welchen die Gewinnung annähernd richtiger Höhenunterschiede mittels der Babinet'schen Formel beruht.

Reduktion der Temperaturmessungen auf gleiche Termine. Die Messungen der Quellentemperaturen fanden in den Jahren 1921 bis 1926 statt und geschahen zu Ende der vier Monate Juni bis September. Diese Terminwahl bot eine Gewähr, bei der Mehrheit der Quellen einen größeren Teil des Jahresviertels vom Durchzug durch das Medium bis zur Erreichung des Maximums zu erfassen und so zu einer angenäherten Kenntnis der Elemente des jährlichen Wärmeganges zu gelangen. Die Ablesungen verteilten sich bei der Größe des Untersuchungsfeldes über mehrere Tage; gelegentlich geschah es, daß Schlechtwetter die Verschiebung eines Messungstages erzwang. Bei einem mittleren Messungsspielraum von fünf Tagen ergaben sich als Durchschnittswerte für die ersten drei Termine der 29. Juni, 30. Juli und 30. August. Eine Reduktion auf diese Tage konnte — sofern sie nicht ohnedies wegfiel — graphisch fehlerfrei erfolgen. Die vierte Messung mußte leider äußerer Umstände halber verfrüht werden. Als Mittelwert ergab sich da für sie bei mehrtägigem Spielraum der 22. September. Eine sachgemäße Reduktion auf den 30. erschien da nicht leicht. Erfahrungsgemäß eignen sich aber auch jene, welche bei Vorliebe für rechnerische Methoden manchmal doch gezwungen sind, sich eines graphischen Verfahrens zu bedienen, bald soviel Routine an, daß auch bei Extrapolationen von Wellenscheiteln die Fehler ihre Zulässigkeitsgrenze nicht überschreiten. Die Bestimmung der Quellentemperaturen geschah mit einem überprüften in Fünftelgrade geteilten Kappeller'schen Instrumente, das noch eine Ablesung von Fünfzigstelgraden zuließ.

Reduktion der Mittelwerte auf gleiche Jahrgänge. Bei 31 Quellen des Geländes erstreckten sich die Messungen über die vier Sommer 1923 bis 1926. 14 Quellen waren im Jahre 1923, 8 Quellen auch im folgenden Jahre noch nicht in die Messung einbezogen. Eine kleine Zahl von Quellen kam erst im Jahre 1926 zur Untersuchung. Es schien mir unstatthaft, bei Quellentemperaturen jene weitgehenden Reduktionsmaßnahmen zu treffen, welche Hann bei den Lufttemperaturen in den Ostalpen mit Erfolg versuchte. Die Frage, ob bei den Reduktionen die Methode der Differenzen oder die der Quotienten anzuwenden sei, war — wie mir schien — unbedingt im letzteren Sinn zu entscheiden.

Ein für sieben Gruppen der viersommerlich gemessenen Quellen durchgeführter Vergleich der ohne 1923 und der mit diesem Jahrgang bestimmten Mittel ergab sehr geringe Verschieden-

heiten. Im Gesamtdurchschnitt betragen die dreijährigen Mittel in Prozenten der vierjährigen:

I	II	III	IV
100·61	100·03	100·13	100·46

Die in den Gruppenmitteln erreichten Extreme:

I	II	III	IV
102·49	100·90	101·10	101·57
99·68	99·36	98·59	98·48

Die Mittel bloß aus 1925 und 1926 weichen bei den von 1923 bis 1926 gemessenen Quellen von den vierjährigen schon etwas ab. Im Gesamtdurchschnitt betragen sie in Prozenten der letzteren:

I	II	III	IV
96·89	96·77	99·96	100·99

Die in den Gruppenmitteln erreichten Extreme:

I	II	III	IV
99·80	99·90	103·51	103·28
94·88	95·06	97·33	97·33

Die Mittel der vierzehn von 1924 bis 1926 gemessenen und der acht 1925 und 1926 gemessenen Quellen waren mit den reziproken Werten der vorigen Prozentzahlen zu multiplizieren, um mit den vierjährigen Mitteln genau vergleichbar zu sein. Bei vier Quellen fielen die zwei- bis dreisommerlichen Messungen auf andere Jahre des Zeitraumes 1923 bis 1926 als bei den vorgenannten. Ihre Mittel konnten in analoger Weise auf vierjährige reduziert werden.

Außer den genannten wurden noch dreizehn Quellen mit Messungen bedacht, welche von der „Normalperiode" 1923 bis 1926 wohl auch nur zwei Jahre umfaßten, bei zehn Quellen 1923 und 1925, bei drei Quellen 1925 und 1926, sich aber noch über die Jahrgänge 1919, 1921 und 1922 erstreckten.

Es schien mir nicht passend, diese Messungen auf die Normalperiode zu reduzieren, weil dann von den fünf Messungsjahren drei Jahrgänge ganz unverwertet geblieben wären. Es wurden da kurzerhand die fünfjährigen Mittel genommen.

Die gemessenen Quellen tragen keine Namen. Ihre Bezeichnung nach der Örtlichkeit würde sich sehr umständlich gestalten, weil die hiebei anzuführenden Flurnamen selbst einer Erläuterung bedürften. Am einfachsten schien es, die Quellen in der Reihenfolge ihrer Seehöhen zu numerieren und ihre Lage und Verteilung insoweit zu kennzeichnen, als dies durch ihre Unterscheidung in östliche, mittlere und westliche innerhalb einer jeden der in der Einleitung genannten geologischen Zonen des Geländes zu erreichen ist.

Quellen am Fuße der Ufermoräne des Gschnitzstadiums (Südrand der Talsohle) Nr. 1, 2, 3, 4. Quellen am steilen Ausstriche des unteren Quarzphyllitkeiles:

östliche: Nr. 6, 7, 12, 13.
mittlere: Nr. 5, 8, 10, 11,
westliche: Nr. 9, 14, 18, 22, 23.

Quellen an der schuttbedeckten Oberseite der rhätischen Schieferkalktafel:

östliche: Nr. 15, 16, 19, 20, 24, 25,
mittlere: Nr. 17, 21, 26,
westliche: Nr. 27, 28.

Quellen am schuttbedeckten Ausstriche des mittleren Quarzphyllitkeiles:

östliche: Nr. 29, 30, 31, 32, 33, 34, 38, 39, 49,
weiter östliche: Nr. 43, 47, 48.
mittlere: Nr. 35, 36.
westliche: Nr. 37, 40.

Quellen an der Basis und am Abfalle der oberkarbonischen Quarzkonglomeratdecke:

östliche: Nr. 54, 55, 56, 51, 52,
mittlere: Nr. 41, 42, 44, 45, 46,
westliche: Nr. 50.

Quellen an der Oberseite der Konglomeratdecke und auf dem sie unterlagernden Quarzphyllit:

östliche: Nr. 57, 58, 59, 60,
mittlere: Nr. 61, 64, 68, 69.
westliche: Nr. 62, 63, 65, 66, 67, 70.

Einander benachbart sind: 10 und 11, 15 und 16, 22 und 23, 35 und 36, 41 und 42, 47 und 48, 59 und 60, 62 und 63.

Tabelle I enthält die Quellentemperaturen, welche mit den im vorigen angegebenen Reduktionen auf gleiche Termine und auf gleiche Jahrgänge erhalten wurden.

Die Verteilung der Quellentemperaturen von Ende Juni bis Ende September.

Zwecks der Gewinnung eines Bildes der Verteilung der sommerlichen Quellentemperaturen wurden für die vier Messungstermine aus je 70 Bedingungsgleichungen die Konstanten für den Ausdruck $t = A - a\,h$ bestimmt ($h = H - 1000$, $H =$ Seehöhe, $A =$ Quellentemperatur in 1000 m Höhe) und die Differenzen zwischen den gemessenen und den nach dieser Gleichung sich ergebenden Temperaturwerten bestimmt. Die erhaltenen Konstantenwerte sind:

I	$t = 6 \cdot 455 - 0 \cdot 00386\,h$
II	$t = 7 \cdot 088 - 0 \cdot 00392\,h$
III	$t = 7 \cdot 329 - 0 \cdot 00378\,h$
IV	$t = 7 \cdot 236 - 0 \cdot 00366\,h$

Tabelle I.

Vierjährige Durchschnittswerte der Quellentemperaturen am Grazaungehänge zu den Monatsenden Juni bis September.

Nr.	H	t_I	t_{II}	t_{III}	t_{IV}	Nr.	H	t_I	t_{II}	t_{III}	t_{IV}
1	1187	5·49	5·79	6·06	6·21	36	1681	4·63	5·51	5·70	5·27
2	1187	6·06	7·10	7·34	6·93	37	1693	3·86	5·35	5·80	6·05
3	1193	5·36	5·48	5·52	5·47	38	1708	5·03	6·26	6·37	5·55
4	1193	5·42	5·53	5·58	5·55	39	1716	3·35	3·73	3·91	3·98
5	1260	4·49	4·86	5·27	5·51	40	1718	3·69	4·77	5·62	5·64
6	1294	5·53	5·89	6·13	6·29	41	1720	2·96	3·22	3·31	3·37
7	1313	5·26	5·49	5·53	5·50	42	1720	3·00	3·22	3·29	3·32
8	1359	4·67	5·03	5·07	5·18	43	1734	3·35	3·85	4·12	4·16
9	1409	4·14	4·69	4·94	5·10	44	1734	3·55	4·75	5·01	4·91
10	1425	4·02	4·26	4·47	4·47	45	1742	3·61	4·68	5·05	4·95
11	1425	4·30	4·43	4·65	4·53	46	1743	3·66	4·81	5·22	4·89
12	1462	5·09	5·46	5·82	5·84	47	1752	3·06	3·42	3·77	3·85
13	1488	4·68	5·13	5·45	5·42	48	1752	3·01	3·39	3·68	3·69
14	1500	4·62	5·30	6·16	5·94	49	1758	5·22	6·87	7·27	6·52
15	1504	4·88	5·19	5·39	5·38	50	1763	3·27	3·88	5·61	5·73
16	1508	4·55	4·66	4·83	4·81	51	1777	3·79	4·44	4·72	4·82
17	1511	5·01	5·85	6·42	6·32	52	1782	3·72	4·51	4·73	4·59
18	1524	4·08	4·74	5·54	5·38	53	1807	3·68	4·05	4·16	4·17
19	1525	4·60	5·18	5·62	5·74	54	1809	3·20	3·49	3·58	3·39
20	1538	4·89	5·58	5·87	5·76	55	1814	3·77	4·07	4·37	4·46
21	1541	5·14	6·38	7·02	6·94	56	1821	3·17	4·03	4·70	4·84
22	1546	4·26	4·71	5·05	4·96	57	1912	2·89	3·59	3·97	4·09
23	1546	4·13	4·55	4·98	4·99	58	1928	2·89	4·11	4·45	4·63
24	1552	4·97	5·67	6·04	6·14	59	1931	2·34	3·22	4·17	5·08
25	1553	4·17	4·75	5·22	5·09	60	1931	2·75	3·50	3·85	4·08
26	1563	3·86	4·11	4·67	5·14	61	2010	1·90	1·94	1·95	1·95
27	1573	4·22	4·36	4·61	4·77	62	2019	2·64	2·75	2·83	2·79
28	1573	4·13	4·52	4·78	5·08	63	2019	2·64	2·83	2·95	2·86
29	1581	4·80	5·73	6·09	6·10	64	2023	1·81	1·92	1·93	1·92
30	1588	4·77	6·21	6·72	5·84	65	2024	2·36	2·66	2·67	2·83
31	1651	4·33	5·13	5·18	4·81	66	2037	1·90	2·21	2·41	2·87
32	1651	4·79	5·84	6·16	5·77	67	2064	2·15	2·38	2·52	2·55
33	1660	4·01	5·18	5·88	6·15	68	2064	2·36	3·02	3·63	3·46
34	1668	3·06	3·64	4·15	4·45	69	2065	2·52	3·02	3·36	3·17
35	1681	4·68	5·36	5·64	5·26	70	2079	1·97	2·29	2·48	2·67

Die Auflösung dieser Gleichungen für wachsende Werte von h ergibt die in Tabelle II angeführten Höhenlagen der Quellen-isothermen.

Tabelle II.

t	6	5·5	5	4·5	4	3·5	3	2·5	2
I	1118	1247	1377	1506	1636	1765	1895	2024	2154
II	1278	1406	1533	1661	1788	1916	2043	2171	2297
III	1352	1484	1616	1748	1881	2013	2146	2278	2410
IV	1338	1474	1611	1747	1884	2021	2157	2293	2430

Ebenso erhält man durch Einsatz von um Hunderter wachsenden Werten von h die in Tabelle III angeführten örtlichen Normalwerte der Quellentemperatur auf den Isohypsen.

Tabelle III.

h	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200
I	5·68	5·29	4·91	4·52	4·14	3·75	3·37	2·98	2·59	2·21	1·82
II	6·30	5·91	5·52	5·13	4·74	4·34	3·95	3·56	3·17	2·78	2·38
III	6·57	6·20	5·82	5·44	5·06	4·68	4·31	3·93	3·55	3·17	2·79
IV	6·50	6·14	5·77	5·41	5·04	4·67	4·31	3·94	3·57	3·21	2·84

Tabelle IV.

Abweichungen der Quellentemperaturen von den für ihre Höhenlagen geltenden mittleren Temperaturen.

Nr.	Σ	I	II	III	IV	Nr.	Σ	I	II	III	IV
1	—171	— 24	— 57	— 56	— 34	36	+336	+ 80	+109	+ 94	+ 53
2	+217	+ 33	+ 74	+ 72	+ 38	37	+350	+ 8	+ 98	+109	+135
3	—334	— 35	— 85	—108	—106	38	+589	+131	+195	+172	+ 91
4	—309	— 29	— 80	—102	— 98	39	—223	— 34	— 55	— 71	— 63
5	—400	— 96	—121	—108	— 75	40	+254	+ 1	+ 50	+100	+103
6	+ 20	+ 21	— 5	— 9	+ 13	41	—430	— 72	—105	—130	—123
7	—158	+ 1	— 37	— 62	— 59	42	—433	— 68	—105	—132	—128
8	—269	— 40	— 65	— 90	— 74	43	—146	— 27	— 36	— 44	— 39
9	—301	— 74	— 79	— 84	— 64	44	+128	— 7	+ 54	+ 45	+ 36
10	—437	— 79	—116	—121	—121	45	+147	+ 2	+ 50	+ 52	+ 43
11	—372	— 51	— 99	—107	—115	46	+177	+ 7	+ 63	+ 70	+ 37
12	+114	+ 42	+ 18	+ 24	+ 30	47	—256	— 49	— 72	— 72	— 63
13	— 1	+ 11	— 5	— 4	— 3	48	—289	— 54	— 75	— 81	— 79
14	+152	+ 10	+ 17	+ 72	+ 53	49	+931	+169	+275	+281	+206
15	+ 41	+ 37	+ 8	— 3	— 1	50	+199	— 24	— 22	+116	+129
16	—153	+ 6	— 44	— 58	— 57	51	+148	+ 33	+ 40	+ 32	+ 43
17	+327	+ 53	+ 77	+102	+ 95	52	+135	+ 28	+ 49	+ 36	+ 22
18	— 39	— 35	— 29	+ 19	+ 6	53	+ 24	+ 34	+ 13	— 12	— 11
19	+102	+ 17	+ 15	+ 27	+ 43	54	—213	— 13	— 43	— 69	— 88
20	+217	+ 51	+ 60	+ 57	+ 49	55	+ 95	+ 46	+ 17	+ 12	+ 20
21	+560	+ 77	+141	+174	+168	56	+112	— 12	+ 16	+ 47	+ 61
22	— 83	— 9	— 24	— 22	— 28	57	+ 32	— 4	+ 8	+ 9	+ 19
23	—116	— 22	— 40	— 29	— 25	58	+210	+ 2	+ 66	+ 63	+ 79
24	+312	+ 65	+ 75	+ 80	+ 92	59	+ 87	— 52	— 22	+ 36	+125
25	— 46	— 15	— 17	— 2	— 12	60	+ 24	— 11	+ 6	+ 4	+ 25
26	—175	— 42	— 77	— 53	— 3	61	—500	— 66	—119	—156	—159
27	—142	— 2	— 48	— 55	— 37	62	—158	+ 12	— 34	— 65	— 71
28	— 87	— 11	— 32	— 38	— 6	63	—131	+ 12	— 26	— 53	— 64
29	+346	+ 59	+ 92	+ 96	+ 99	64	—496	— 70	—116	—153	—157
30	+438	+ 58	+143	+161	+ 76	65	—200	— 14	— 41	— 79	— 66
31	+125	+ 39	+ 59	+ 31	— 4	66	—293	— 55	— 81	—100	— 57
32	+436	+ 85	+130	+129	+ 92	67	—232	— 20	— 54	— 79	— 79
33	+315	+ 10	+ 68	+104	+133	68	+ 55	+ 1	+ 10	+ 32	+ 12
34	—264	— 82	— 83	— 65	— 34	69	+ 17	+ 18	+ 11	+ 5	— 17
35	+319	+ 85	+ 94	+ 88	+ 52	70	—228	— 32	— 57	— 77	— 62

Tabelle IV enthält die Differenzen zwischen den gemessenen und den nach den vorigen Formeln berechneten Quellentemperaturen in Hundertstelgraden. Sonach verteilen sich die negativen und positiven Abweichungen vom Mittelwert ($-d$, $+d$) in folgender Weise:

	$d < 0 \cdot 5$		$0 \cdot 5 < d < 1 \cdot 0$		$1 \cdot 0 < d < 1 \cdot 5$		$d > 1 \cdot 5$	
	—	+	—	+	—	+	—	+
I	23	24	14	7	0	2	0	0
II	17	13	14	14	6	4	0	2
III	9	14	17	10	8	6	2	4
IV	14	15	16	11	5	5	2	2

Die örtliche Veränderlichkeit der Quellentemperaturen wächst bis zum Sommerende, indem an diesem die kleineren Abweichungen seltener, die mittleren gleich häufig, die größeren und ganz großen häufiger sind als zu den Terminen II und IV. Von den mittelgroßen Abweichungen sind die negativen, von den ganz großen die positiven häufiger; im übrigen halten sie sich die Waagschale. Normale Wärme ($d < 0 \cdot 1$) zu I in 12, zu II bis IV in 5 bis 7 von 70 Fällen.

Welch' große Unterschiede der sommerlichen Quellenwärme bei gleicher Höhenlage und Auslage infolge von Strukturverschiedenheit erwachsen können, wurde von mir vor Jahren gezeigt.[1] An der Südflanke des Gschnitztales, welche in ihrer Gesamterstreckung einen Geländestreifen von großer Mannigfaltigkeit des geologischen Aufbaues darstellt, kamen folgende Extreme der Sommerendtemperaturen der Quellen vor:

Seehöhe	1530	1650	1750	1880	1990	2130
Minimum	3·3	3·0	2·5	1·6	1·3	1·7
Maximum	5·8	4·4	6·5	6·3	5·2	4·8

Die Exposition dieser Quellen war NO bis NW. Sehr kalt sind Quellen an der Grenze von Urgebirge und aufruhendem Dolomit; im Sommer relativ sehr warm Wasseraustritte aus Blockhalden und Trümmerwerk. Die mehrjährigen Quellenmessungen im Grazaungebiet (Nordhang des Steinacherjoches) lieferten Zahlenwerte für die Häufigkeitsverteilung der Temperaturabweichungen vom örtlichen Mittelwert.

Als mittlere Abweichungen ergeben sich:

I	II	III	IV
± 38	± 63	± 73	±65

Ein zu Vergleichen dienlicher Gesamtausdruck für die thermische Veränderlichkeit einer Quelle ist die algebraische Summe der Abweichungen zu den vier Messungsterminen Σ.

[1] F. v. Kerner, Einfluß geologischer Verhältnisse auf die Quellentemperaturen in der Tribulaungruppe. Verhandl. der Geol. Reichsanst., 1911, p. 347.

Sie erreicht bei der kältesten Quelle den Wert 500 und geht bei der zehnten in der Reihe der kalten auf 300 herab. Unter diesen über alle Höhenzonen sich verteilenden zehn kältesten Quellen sind je zwei Vertreter von fünf verschiedenen Typen.

Die zwei die Reihe eröffnenden Quellen 61 (500) und 64 (496) treten aus flachliegenden Quarzkonglomeraten aus. Als Wasserstauer müssen hier unzerklüftete Gesteinsbänke wirken. Anzeichen schiefriger Einschaltungen zeigen sich nicht; solche treten auch nicht als dünne Lagen von großer Erstreckung und mehr als Linsen auf. Die schönen Quellen 42 (433) und 41 (430) entspringen an der Basis der verfestigten karbonischen Schotterdecke. Diese ist in ihrer Randzone zerklüftet und es kann sich so über dem Liegendphyllit viel Wasser sammeln.

Die starken Quellen 10 (437) und 11 (372) kommen an der Grenze des rhätischen Schieferkalkes gegen den ihm unterschobenen Quarzphyllit zutage. Dieser muß da wenig zerrüttet und sehr staukräftig sein. Wo ihn Zertrümmerungszonen durchziehen, gibt er sommerkalte Quellwässer ab, 5 (400) und 9 (301). Endlich ist die Unterkante des den Fuß des Berghanges begleitenden Moränenwalls der Ausfallort sich tief im Boden sammelnder Wässer, 3 (334) und 4 (309). Von den Quellen mit positiver Wärmeanomalie haben zwölf eine Abweichungssumme von mehr als 300.

Die für ihre Höhenlage im Sommer wärmsten Quellen liegen in Gräben und sind als Ausbrüche subterraner Bächlein zu erkennen, 49 (931), 38 (589), 21 (560) und 30 (438). Die Quellen 32 (436), 36 (336), 17 (327) und 35 (319) treten unterhalb sanft geneigten Geländes (Gehängestufen) aus; für sie wirkt das steilere Einfallen der Sonnenstrahlen über dem Sammelgebiet wärmesteigernd. Bei den Quellen 37 (350), 29 (346), 33 (315) und 24 (312), welche aus stark geneigtem Gelände entspringen, erscheint die höhere Wärme durch geringe Tiefe des Sammelgebietes infolge schwacher Schuttentwicklung über dem Felsgrund bedingt.

Die Temperaturabweichungen von Quellen an einem Bergabhang sind ein thermisches Phänomen, welches zu einer Äquivalentdarstellung einlädt.

Man kann sie durch die Differenzen zwischen den Seehöhen der Quellen und jenen Höhenlagen ausdrücken, welche für die betreffenden Quellen die normalen wären. Für die zehn kältesten Quellen findet man folgende negative Werte in Metern:

	61	64	10	42	41	5	11	3	4	9
I .	170	180	206	175	185	249	133	91	75	191
II .	303	295	296	267	267	308	253	217	204	203
III .	413	406	332	349	343	285	284	286	270	223
IV .	433	429	330	349	336	211	314	289	268	174

Bis Ende des Sommers zeigen alle zehn Quellen ein relatives Absinken (sie werden für ihre Höhenlage kälter). Im Herbst tritt dann noch eine Fortsetzung oder ein Stillstand oder eine Rückläufigkeit dieser Bewegung ein. Die positiven Werte der äquivalenten Höhendifferenzen für die neun wärmsten Quellen sind:

	49	38	21	30	32	37	29	36	17
I	458	339	200	152	220	21	152	208	137
II	702	497	360	364	333	250	235	279	195
III	742	454	459	427	342	288	253	250	270
IV	562	247	460	207	251	369	271	144	261

Bei den wärmsten Quellen gestaltet sich die der Wärmeänderung äquivalente Bewegung sehr verschieden. Neben Quellen, die bis Ende September relativ steigen (für ihre Höhe wärmer werden), sind solche, welche schon Ende Juli relativ am höchsten liegen und zu Ende September tiefer liegen als zu Ende Juni.

Bei Wahl des allzeit besten Mittels zur Aufzeigung einer örtlichen Verteilung, bei der kartographischen Darstellung, ist zu beachten, daß sie im vorliegenden Falle nicht in Isothermenlinien erfolgen soll, denn die Quellentemperatur ist ein Phänomen, das sich nicht — wie die Bodenwärme — stetig über das Gelände ausbreitet. Die Darstellung hat durch Eintragung von eine Wertabstufung ausdrückenden Signaturen zu geschehen. Nur bei völliger Gleichheit der Strukturverhältnisse, wenn sich sagen ließe, welche Temperatur eine Quelle, wenn sie wo vorhanden wäre, haben würde, wäre es statthaft, Quellenisothermen zu ziehen.

Bestimmung der Elemente des jährlichen Ganges der Quellentemperaturen.

Eine tunlichst sachgemäße Ermittlung der Koordinaten des herbstlichen Maximums der Quellentemperatur ermöglicht eine Ableitung ihres jährlichen Ganges als Sinuskurve. Das Jahresmittel M und der Parameter p ergeben sich aus fünf Bestimmungsgleichungen von der Form

$$t = M + p \sin \delta,$$

in welcher t die vier auf die Monatsenden Juni bis September reduzierten Temperaturen (t_{I}, t_{II}, t_{III}, t_{IV}) und das extrapolierte Maximum (t_m) sind und δ die Komplemente der in Grade umgewandelten Zeitabstände d der Messungstermine vom Eintrittstag des Maximums bedeuten. Umwandlungsfaktor: $360:365 = 72:73$.

Der Phasenwinkel φ ergibt sich durch Abzug der in Graden ausgedrückten Zeitdistanz des Maximumtermins vom 17. Juli

(entsprechend einem Minimum am 15·5 Jänner) von 270°. Für das Jahresmittel M und für die Halbamplitude p (aber nicht für den Phasenwinkel ν) kann man auch auf elementarem Wege Werte gewinnen. Es ist:

$$p = (t_m - t_\mathrm{I}) : (1 - \sin \delta_\mathrm{I})$$

und $M = t_m - p$.

Inwieweit eine Sinuskurve als erste Annäherung an den jährlichen Wärmegang von Gebirgsquellen in Betracht kommen kann, ist auf Grund vorliegender Erfahrungen zu beurteilen. In handschriftlichen Aufzeichnungen meines Vaters finden sich schematische Zeichnungen, denen zufolge die Quellentemperatur vom Maximum zum Minimum zuerst rasch, dann lange sehr langsam und dann wieder rasch sinken würde. Ersetzt man die beiden Knicke des Schemas durch Bögen, so setzt sich der absteigende Ast der Jahreskurve aus einem oberen gegen die Abszissenachse konvexen und einem unteren gegen sie konkaven Bogenstück zusammen. Das erscheint geradezu als Lagevertauschung des zweiten und dritten Quadranten der Sinuslinie.

Eine sehr merkliche Erniedrigung der Quellentemperatur durch die Schneefälle im Herbste erscheint als Durchschnittsbefund nicht ganz wahrscheinlich, weil solche Vorgänge nicht viel Schmelzwasser liefern und dieses in hocherwärmten Boden eindringt. Ein Einwintern des Geländes durch einen einzigen Schneefall kommt auch an Nordhängen erst in Höhen über 2700 *m* in Frage. Bei ihm fände überhaupt nur eine Bodenabkühlung durch Leitung statt.

Ein namhaftes Absinken der Quellentemperatur infolge der Winterschneeschmelze (Permanenz vorausgesetzt), möchte man erwarten, sofern die Wasserstränge nicht so oberflächlich liegen, daß sie sich schon beim Einwintern bis in Nullpunktnähe abkühlen. Die Langsamkeit der Wasserbewegung in schwer durchlässigem Boden (über Gneis und Quarzphyllit) kann die Kältewirkung der Winterschneeschmelze abschwächen und die bei heftigem Föhn auch an Nordhängen selbst um die Wintermitte einsetzenden Schneeschmelzen schaffen es, daß im Durchschnittsbilde der untere Knick des Schemas fast verstreichen kann. Diskontinuitäten der Winterschneedecke, wie sie bei großer Unebenheit ihrer Unterlage leicht Platz greifen, können ein Eindringen von Schmelzwässern in den Boden lange vor dem Schwinden jener Decke bedingen. Daß die Temperatur der Gebirgsquellen während der Schneebedeckung des Geländes nicht der abnehmenden Sonnenstrahlung folgt, schließt so nicht aus, daß auch bei ihr der Abfall zum Minimum in sinoider Form erfolgen kann.

Von meinem Vater je ein Jahr hindurch vorgenommene Temperaturmessungen von Quellen am Eingang ins Gschnitztal und am Patscherkofel ließen keine Fallbeschleunigung gegen das Minimum zu erkennen. Eine solche kann so zumindest kein in

den Monatswerten zum Ausdruck kommendes Phänomen sein. In ein paar Fällen ist vielmehr das Mittelstück des absteigenden Kurvenastes das steilste. Jene Messungen sind (nebst anderen uns hier weniger interessierenden) in meiner Arbeit von 1903 mitgeteilt.[1] Für den jährlichen Wärmegang der besagten Quellen ergeben sich folgende einfachste Ausdrücke (Bezeichnung der Quellen durch ihre Seehöhen):

a) 1045 $t = 7 \cdot 77 + 1 \cdot 237 \sin (196° \ 3' + x)$
b) 1055 $t = 7 \cdot 12 + 0 \cdot 546 \sin (164°49' + x)$
c) 1255 $t = 5 \cdot 53 + 0 \cdot 298 \sin (192°37' + x)$
d) 1260 $t = 5 \cdot 60 + 0 \cdot 298 \sin (213°47' + x)$
e) 1635 $t = 6 \cdot 53 + 0 \cdot 494 \sin (140° \ 6' + x)$
f) 1920 $t = 3 \cdot 83 + 0 \cdot 737 \sin (175°20' + x)$

Die Abweichungen der mit diesen Formeln bestimmten Temperaturen von den gemessenen sind (in Zentigraden):

h	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.
a	+ 8	—17	—13	+ 8	+11	— 3	+ 6	+ 1	—23	+ 1	+ 7	+ 7
b	— 4	— 2	— 1	—11	+ 4	+13	— 2	— 4	+ 1	—15	+10	+11
c	— 8	— 2	+10	+14	—14	—11	0	+ 8	+ 6	— 3	— 5	+ 2
d	+ 3	+ 1	— 1	+ 6	+ 6	— 8	— 8	+ 2	+ 7	+ 5	— 5	— 6
e	+ 5	+ 7	— 4	— 5	— 1	+ 2	+ 1	— 1	0	+ 1	— 2	— 6
f	— 1	— 4	—13	0	+16	+ 1	— 3	— 5	— 1	+ 1	— 5	+15

Die mittleren und größten Abweichungen sind:

a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
0·085	0·065	0·070	0·050	0·030	0·055
— 0·23	— 0·15	— 0·14	— 0·08	+ 0·07	+ 0·16

Sonach wird bei den besagten Quellen die einfache Sinuswelle der Forderung, den jährlichen Temperaturgang in erster Annäherung darzustellen, gerecht. Die folgende Tabelle V enthält diese Darstellungen.

Die von meinem Vater je ein Jahr hindurch vorgenommenen Temperaturmessungen von Quellen geben auch Antwort auf die Frage, inwieweit die aus Messungen von Juni bis September abgeleitete mittlere Jahrestemperatur und Halbamplitude (M' und p')

---

[1] F. v. Kerner, Untersuchungen über die Abnahme der Quellentemperatur mit der Höhe im Gebiete der mittleren Donau und im Gebiete des Inn. Diese Sitzungsber., CXII. Bd., Mai 1903, p. 34, 35 und 45.

Tabelle V.

Berechneter jährlicher Wärmegang von sechs Quellen südlich von Innsbruck:

	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.
a	7·43	6·88	6·57	6·58	6·91	7·47	8·11	8·66	8·97	8·96	8·63	8·07
b	7·26	6·98	6·74	6·59	6·59	6·73	6·98	7·26	7·51	7·65	7·65	7·50
c	5·47	5·33	5·25	5·24	5·31	5·44	5·60	5·73	5·81	5·82	5·75	5·62
d	5·58	5·44	5·34	5·31	5·36	5·47	5·62	5·77	5·87	5·90	5·85	5·74
e	6·85	6·62	6·36	6·15	6·04	6·07	6·21	6·44	6·70	6·91	7·02	6·99
f	3·89	3·51	3·22	3·10	3·16	3·41	3·77	4·15	4·44	4·56	4·50	4·25

mit dem aus den Messungen des ganzen Jahres sich ergebenden Jahresmittel und Parameter (M und p) übereinstimmt.

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
M' .	7·60	6·99	5·63	5·76	6·60	4·00
M .	7·75	7·10	5·55	5·61	6·53	3·83
p' .	1·52	0·72	0·29	0·19	0·75	0·67
p .	1·40	0·63	0·43	0·32	0·55	0·80

Die Jahresmittel erscheinen mit einem mittleren Fehler von nur ± 0·12 wiedergegeben. Die Differenzen zwischen Messung und Rechnung bei den Amplituden erklären sich teils durch Ungleichheit der Extremabstände vom Medium, teils durch Unregelmäßigkeiten der beobachteten Wärmekurve. Aus solchen erwachsen auch Unstimmigkeiten zwischen den beobachteten Halbamplituden und den aus den zwölf Monatswerten abgeleiteten Parametern.

Die sich auf dem elementaren Wege aus den Beobachtungen von Juni bis September ergebenden Werte des Jahresmittels und der Halbamplitude M'' und p'' weichen von den durch die Ausgleichungsrechnung erhaltenen nur sehr wenig ab, durchschnittlich um 0·04, bzw. um 0·05.

	a	*b*		*d*		*f*
M''	7·72	7·03	5·64	5·78	6·56	3·92
p''	1·53	0·72	0·26	0·12	0·54	0·68

Es ist zu betonen, daß die hier erzielten Wiedergaben gemessener Quellentemperaturen durch Rechnung alle auf je nur ein Jahr umfassenden Messungen fußen. Dadurch, daß dieselben in verschiedenen Jahrgängen stattfanden (*a* und *b* 1877 bis 1878, *c* und *d* 1864 bis 1865, *e* und *f* 1868 bis 1869), ist wohl dem vorgebeugt, daß sie alle durch irgendwelche Anomalien desselben Jahrganges belastet wären. Es können an ihnen aber

doch Anomalien von Einzeljahren haften. Die von mir durchgeführten Messungen umfassen aber die Sommer von vier aufeinandergefolgten Jahren und liefern so einigermaßen ausgeglichene Werte.

Aus solchen berechnete thermische Größen können um so mehr der Forderung gerecht werden, jährliche Temperaturgänge in erster Annäherung darzustellen. Inwieweit diese Annahme in der Tat zutrifft, lehrt Tabelle VI. Sie bringt die durch Ausgleichsrechnung und die auf elementarem Wege erhaltenen Jahresmittel und Halbamplituden (Parameter) M', M'', p', p'' und die Summen (s und s') der Differenzen zwischen Rechnung und Messung; bei der Ausgleichung die Summen aus fünf, bei der elementaren Bestimmung die Summen aus drei Einzelwerten (t_m und t_I fallen hier weg).

Für s und s' ergeben sich als Häufigkeiten wachsender Stufenwerte:

bis 0·1	0·1—0·2	0·2—0·3	über 0·3
24	19	9	15
28	22	5	12

Eine Summe der Differenzen zwischen Beobachtung und Rechnung von höchstens 0·1 entsprechend einer Differenz von höchstens 0·02 bei den einzelnen Terminen — wie sie in mehr als einem Drittel aller Fälle vorkommt — ist als überraschend gute Anschmiegung an die Sinuskurve zu bewerten. Es ist anzunehmen, daß, wenn sich eine solche in einem Quadranten zeigt, dies auch in den anderen Platz greife. Inwieweit bei der geringen Zahl von Quellen, deren Wärmegang (im ersten Quadranten) sich einer Wiedergabe durch die Sinuskurve sträubt, die Hinzufügung einer doppelten und dreifachen Sinuswelle zu einer befriedigenden Verkleinerung der Differenz Beobachtung — Rechnung führen würde, bleibt ungewiß, weil für die Ermittlung zweiter und dritter Parameter und Phasenwinkel Anhaltspunkte fehlen.

Das Gesamtmittel der Abweichungen der berechneten von den gemessenen Terminwerten beträgt bei der Ausgleichsrechnung 0·04, bei der elementaren Bestimmung 0·06. Es kommt da der Vorzug des ersteren Ermittlungsverfahrens zum Ausdruck.

Am besten schmiegen sich die dem herbstlichen Maximum benachbarten Monatsendtemperaturen der Sinuskurve an: mittlere Abweichungen 0·030 und 0·032, etwas weniger gut das Maximum und die Temperatur zu Ende Juni: mittlere Abweichungen 0·039 und 0·035; die größte mittlere Abweichung, 0·072, zeigt sich bei der Temperatur zu Ende Juli. Viel größer sind die Unterschiede zwischen den Differenzen Beobachtung — Rechnung bei der elementaren Bestimmung: 0·06 in der Nachbarschaft des Maximums, 0·106 zu Ende Juli, 0·05 zu dem mittleren Termin.

Tabelle VI.

Berechnete Jahresmittel und Halbamplituden der Quellentemperaturen und Summen der Differenzen Beobachtung — Rechnung.

Nr.	M	M'	p	p'	s	s'	Nr.	M	M'	p	p'		s'
1	5·50	5·47	0·67	0·76	21	18	36	3·23	3·10	2·49	2·62	13	10
2	4·59	4·60	2·77	2·77	5	4	37	3·74	3·64	2·35	2·41	48	37
3	5·38	5·33	0·12	0·21	18	13	38	2·83	2·76	3·58	3·63	17	16
4	5·42	5·40	0·17	0·22	14	8	39	3·46	3·44	0·56	0·55	16	13
5	4·61	4·66	0·80	0·87	24	21	40	3·25	3·34	2·52	2·49	30	34
6	5·68	5·72	0·71	0·59	30	9	41	3·00	2·99	0·38	0·38	7	6
7	5·05	5·04	0·49	0·49	7	7	42	3·05	2·99	0·26	0·33	12	6
8	4·31	4·31	0·88	0·89	6	5	43	3·24	3·23	0·94	0·94	6	7
9	4·27	4·24	0·85	0·87	15	12	44	2·61	2·67	2·50	2·36	32	28
10	3·86	3·88	0·62	0·63	9	14	45	2·82	2·80	2·29	2·27	17	15
11	4·05	4·08	0·57	0·57	22	19	46	2·39	2·37	2·85	2·85	6	6
12	4·85	4·88	1·01	1·00	13	13	47	2·95	2·98	0·89	0·88	10	9
13	4·41	4·42	1·06	1·08	9	11	48	2·80	2·80	0·91	0·92	7	4
14	3·59	3·68	2·52	2·51	56	42	49	2·78	2·79	4·53	4·50	10	9
15	4·67	4·69	0·75	0·74	6	7	50	3·09	3·15	1·64	1·66	33	42
16	4·42	4·44	0·41	0·41	10	9	51	3·90	3·86	0·95	0·96	15	15
17	4·57	4·60	2·02	2·14	43	65	52	2·94	2·94	1·82	1·80	16	13
18	3·26	3·36	2·25	2·22	46	38	53	3·56	3·53	0·64	0·65	10	9
19	4·59	4·60	1·16	1·14	4	2	54	2·76	2·77	0·81	0·82	10	9
20	4·26	4·26	1·63	1·62	7	3	55	3·81	3·83	0·64	0·63	8	8
21	4·41	4·39	2·68	2·71	6	6	56	3·33	3·31	1·52	1·53	8	6
22	3·81	3·84	1·24	1·22	12	9	57	3·05	3·03	1·11	1·07	23	19
23	3·84	3·87	1·17	1·16	18	16	58	3·39	3·31	1·51	1·34	90	79
24	4·92	4·90	1·24	1·25	10	9	59	3·33	3·39	1·97	1·96	33	28
25	3·71	3·69	1·51	1·59	24	23	60	2·98	2·97	1·18	1·12	29	20
26	3·88	4·03	1·15	1 16	83	78	61	1·94	1·94	—	—	—	—
27	4·24	4·30	0·52	0·47	26	20	62	2·51	2·52	0·32	0·32	6	4
28	4·20	4·23	0·84	0·86	24	23	63	2·38	2·38	0·56	0·57	6	4
29	4·45	4·41	1·72	1·71	19	18	64	1·92	1·92	—	—	—	—
30	2·19	2·16	4·52	4·58	17	13	65	2·47	2·44	0·38	0·39	11	12
31	2·88	(2·36)	2·39	(2·91)	45	38	66	2·12	2·19	0·73	0·76	44	43
32	3·13	—	3·09	—	—	—	67	2·24	2·24	0·36	0·32	16	12
33	4·67	4·55	1·64	1·64	62	59	68	1·32	1·37	2·22	2·25	52	44
34	3·66	3·61	0·93	0·95	18	13	69	1·87	1·90	1·47	1·47	16	13
35	3·53	3·53	2·10	2·12	10	7	70	2·21	2·20	0·50	0·51	8	6

Für die Differenzen $M—M'$ und $p—p'$ erhält man als Häufigkeiten wachsender Stufenwerte:

	0 und 0·01	0·02—0·04	0·05—0·09	0·1 und darüber
$M—M'$	17	30	14	7
$p—p'$	32	18	11	8

Zwischen beiden Differenzen besteht keine Größenbeziehung. Es zeigen sich größere Werte von $M—M'$ mit sehr kleinen von $p—p'$ verknüpft, z. B. Quelle Nr. 14, 26, 33, anderseits kleine Werte der ersteren Differenz mit großen der letzteren, z. B. Quelle 6 und 17.

Bei Quelle 31 bedingen sehr verfrühtes Eintreten des Maximums, große Schwankung und relative Flachheit des Kurvenscheitels, daß die auf elementarem Wege erhaltene Kurve in viel geringerer Höhe den Mediumtermin trifft, als die durch Rechnungsausgleich gewonnene. Bei Quelle 32 werden aus ähnlichen Gründen die Werte von $M—M'$ und $p—p'$ unnatürlich groß. Als Mittelwerte dieser Differenzen erhält man bei Ausschluß von Nr. 31 und 32 0·036 und 0·032.

Aus einem ganz anderen Grunde waren die Quellen 61 und 64 bei den Mittelbildungen aus den in Tabelle VI angeführten Größen auszuschließen. Diese Quellen, die zwei sommerkältesten des Geländes, zeigen von Ende Juli ab keine Änderung der Temperatur. Es wäre Willkür, für sie ein bis zum Herbstende verspätetes Maximum zu konstruieren. Beide sind wohl thermisch konstante Quellen. Ihre sehr kleine positive Wärmeänderung von Ende Juni bis Ende Juli ist nicht als solar bedingter Temperaturanstieg, sondern als Rückkehr von einer durch die Winterschneeschmelze in der Umgebung des Quellortes bedingten sehr geringen Depression zu werten.

Bei fünf Quellen: Nr. 30, 38, 46, 49, 68, ergibt sich für den Parameter ein größerer Wert als für das Jahresmittel. Ein den Boden durchdringendes Wasseradergeflecht kann bei langsamer Bewegung und tiefer Lufttemperatur in Oberflächennähe erstarren. Dann beinhaltet der Begriff gefrorene Quelle keinen Widersinn. Eine solche könnte auch Temperaturen unter Null annehmen und es bestünde kein Zwang, diese bei der Bildung des Jahresmittels auszuschließen. Zumeist verhält es sich aber so, daß in Oberflächennähe wurzelnde Quellen in Sommerregengebieten schon versiegen, ehe sie sich auf Null Grad abkühlen würden. Dann liegt der Fall einer nicht das ganze Jahr hindurch währenden Erscheinung vor und die Frage nach dem Mittelwerte kann dann verschieden beantwortet werden wie bei der Insolation in den polaren Gebieten. Naturgemäß schiene es, den Durchschnitt der tatsächlich auftretenden Werte zu nehmen. Beim Vergleich mit ständig fließenden Quellen dünkt es aber passender, das Mittel der über das ganze Jahr verteilt gedachten Temperaturen in Betracht zu ziehen, weil nur die thermischen Sachlagen gleichlanger Zeitspannen vergleichbar sind.

Mittlere Jahrestemperatur und Seehöhe.

Die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur der Quellen mit wachsender Seehöhe ist durch eine Gerade darstellbar. Die mit Ausschluß der fünf Quellen, bei welchen $p > M$, aus 65 Bedingungsgleichungen gewonnene Formel ist:

$$t = 5 \cdot 94 - 0 \cdot 0035\, h.$$

Das Ergebnis, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe bei dem Jahresmittel in arithmetischer Progression erfolgt, steht

im Einklang mit jenem, welches ich aus den Quellenmessungen meines Vaters gefunden habe, und lautet:

$$t_n = 11 \cdot 96 - 0 \cdot 0048\, h.$$

Die Beteiligung von nahe der Sohle des tiefen Inntales gelegenen Quellen wirkt sich in einer 2·5 höheren Extrapolationstemperatur für den Meeresspiegel aus.

In der ersteren Formel ist das konstante Glied die Quellentemperatur in 1000 *m* Höhe, also 5·94+3·5 = 9·44.

Die größere Langsamkeit der Temperaturabnahme mit der Höhe in der neuen Formel ist durch die Reliefverhältnisse bedingt. Die paläozoische Schieferzone südlich des Inn zeigt viel weniger schroffe Gipfelformen und steigt zu viel weniger großer Höhe an als das zentralalpine Krystallin. Das über die Sill vorstoßende Westende jener Zone, welchem das Steinacherjoch angehört, zeichnet sich durch besondere Sanftheit der Gipfelbildungen aus. Von den der älteren Formel zugrunde gelegten Quellen liegt ein Drittel im krystallinen Gebirge, ein Viertel im Dolomitgebiete westlich der Sill.

Die Auflösung der erhaltenen Gleichung für wachsende Werte von h ergibt folgende Höhenlagen der Quellenisothermen:

6	5·5	5·0	4·5	4·0	3·5	3·0	2·5	2·0
983	1125	1268	1411	1554	1697	1840	1983	2125

Ebenso erhält man durch Einsatz von um Hunderter wachsenden Werten von h nachstehende Normalwerte der Quellentemperatur auf den Isohypsen:

1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200
5·24	4·89	4·54	4·19	3·84	3·49	3·14	2·79	2·44	2·09	1·74

Das Jahresmittel der Luftwärme der am Fuße des dem Grazaungehänge gegenüberstehenden Hanges gelegenen Station Trins ist 5·3 (Reduktion auf die Periode 1851—1900 durch Trabert).[1] Hieraus bestimmen sich mit dem von Hann[2] für Nordtirol (für das Jahresmittel) gefundenen Reduktionsfaktor 0·527 folgende Temperaturen auf den Isohypsen L, denen — auf eine Dezimale gekürzt — die entsprechenden Werte der Quellentemperaturen Q nebst den Differenzen angefügt seien.

	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200
L	4·9	4·4	3·9	3·3	2·8	2·3	1·8	1·2	0·7	0·2
Q	4·9	4·5	4·2	3·8	3·5	3·1	2·8	2·4	2·1	1·7
d	0·0	0·1	0·3	0·5	0·7	0·8	1·0	1·2	1·4	1·5

[1] W. Trabert, Isothermen von Österreich. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 73. Bd., p. 68.

[2] J. Hann, Die Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer, III. Teil. Diese Sitzungsber., 92. Bd., Juniheft, p. 39.

Nach den von 1887 bis 1890 durchgeführten Messungen der Bodentemperatur (in 80 *cm* Tiefe) im Umkreis eines Hügels westlich von Trins[1] ist in 1340 *m* Höhe im Jahresdurchschnitt die Temperatur auf der Nordseite um 1·6° tiefer als im Expositionsmittel. Für diese Höhe ergibt sich aus den Messungen am Grazaungehänge als mittlere Quellentemperatur an der Nordseite 4·75, somit als Temperaturwert im Mittel aller Expositionen 6·35. Als mittlere Jahrestemperatur der Luft in 1340 *m* Höhe erhält man 4·72, demnach um 1·63 weniger als für die Boden-, bzw. Quellenwärme. Dies stimmt gut zu dem von meinem Vater[2] für Zentraltirol gefundenen Wachstum des Überschusses der Boden- über die Luftwärme mit der Höhe: in 1300 *m* 1·7, in 1600 *m* 2·4, somit in 1340 *m* 1·79. Für 1900 *m* wurde 3·0, für 2200 *m* 3·6 gefunden, sohin eine lineare Zunahme. Es ergibt sich so folgendes Bild:

Tabelle VII.

Abweichungen der Jahresmittel der Quellentemperatur von den für ihre Höhenlagen geltenden mittleren Werten.

Nr.	Δt	Δh	Nr.	Δt	Δh	Nr.	Δt	Δh	Nr.	Δt	Δh
1	+ 21	— 60	19	+ 49	—140	36	— 33	+ 94	54	— 35	+100
2	— 70	+200	20	+ 20	— 57	37	+ 22	— 63	55	+ 72	—206
3	+ 12	— 34	21	+ 36	—103	38	— 68	+194	56	+ 26	— 74
4	+ 16	— 46	22	— 22	+ 63	39	+ 2	— 6	57	+ 31	— 89
5	— 42	+120	23	— 19	+ 54	40	— 18	+ 51	58	+ 70	—200
6	+ 77	—220	24	+ 91	—260	41	— 42	+120	59	+ 65	—186
7	+ 21	— 60	25	— 29	+ 83	42	— 37	+106	60	+ 30	— 86
8	— 37	+106	26	— 9	+ 26	43	— 13	+ 37	61	— 47	+134
9	— 24	+ 69	27	+ 30	— 86	44	— 76	+217	62	+ 14	— 40
10	— 59	+169	28	+ 26	— 74	45	— 52	+149	63	+ 1	— 3
11	— 40	+114	29	+ 54	—151	46	— 95	+272	64	— 44	+126
12	+ 53	—151	30	—169	+483	47	— 51	+146	65	+ 11	— 31
13	+ 18	— 51	31	— 78	+223	48	— 36	+103	66	— 19	+ 54
14	— 60	+171	32	— 53	+151	49	— 51	+146	67	+ 2	— 6
15	+ 50	—143	33	+104	—297	50	— 18	+ 51	68	— 90	+257
16	+ 26	— 74	34	+ 6	— 17	51	+ 68	—194	69	— 34	+ 97
17	+ 42	—120	35	— 3	+ 9	52	— 26	+ 74	70	0	0
18	— 85	+243				53	+ 44	—126			

Für den Hektometer:

Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe .... 0·53
Zunahme des Überschusses der mittleren Bodentemperatur über die Luftwärme .... 0·21
Abnahme der mittleren Bodentemperatur .... 0·32
Abnahme der Quellentemperatur an der Nordexposition 0·35.

[1] F. v. Kerner, Die Änderung der Bodentemperatur mit der Exposition. Diese Sitzungsber., 100. Bd., Abt. II a, Mai.

[2] A. v. Kerner, Pflanzenleben, I. Bd., 6. Buch, 2. Kap., p. 490 (erste Auflage).

	1300	1600	1900	2200
Mittlere Luftwärme	4·9	3·3	1·8	0·2
Überschuß der Bodenwärme	1·7	2·4	3·0	3·6
Mittlere Bodenwärme	6·6	5·7	4·8	3·8
Quellentemperatur, Nordseite	4·9	3·8	2·8	1·7
Fehlbetrag gegen Expositionsmittel	1·7	1·9	2·0	2·1

Hiernach würde die Mehrbegünstigung der südlichen Auslage gegenüber der nördlichen bei den Quellentemperaturen nicht groß sein können.

In Tabelle VII bezeichnet Δt die Anzahl der Zentigrade, um welche eine Quelle ihre Temperatur, Δh die Anzahl Meter, um welche sie ihre Seehöhe ändern müßte, um die ihrer Höhenlage zukommende Normaltemperatur zu erhalten. Die sehr ungleiche Verteilung der Quellen auf die einzelnen Höhenzonen erschwert es, ein zutreffendes Bild der Änderung der Temperaturanomalie mit der Höhe zu gewinnen. Als besser als eine Stufung nach Hektometern erwies sich eine solche nach 150 *m*, Mittelwerte von Δt:

1200—1350	1350—1500	1500—1650	1650—1800	1800—1950	1950—2100
+0·05	—0·15	+0·02	—0·25	+0·38	—0·21

Es zeigt sich ein Hin- und Herschwanken bei Vergrößerung der Ausschläge in der oberen Gehängehälfte. Bei Zusammenfassung je zweier dieser Zonen in eine wird das Bild weitestgehend verwischt:

1200—1500	1500—1800	1800—2100
—0·04	—0·13	+0·05

Anderseits hebt sich die negative Anomalie in der Region der Waldgrenze bei Bestimmung eines Wertes für die Zone 1700 bis 1800 schärfer heraus: — 0·34 (Mittel aus 15 Quellen).

Von den für die Sommermonate gewonnenen Verteilungsbildern der Temperaturanomalien (Tabelle IV) weicht das für das Jahr erhaltene dadurch ab, daß in ihm die Quellen mit großer Amplitude als negativ anomal aufscheinen und anderseits Quellen mit kleiner Schwankung (3, 4, 16, 62 u. a.) und solche mit relativ steilem Kurvenscheitel (28, 34) eine positive Anomalie zeigen.

Jahresamplitude und Seehöhe.

Trägt man die gemessenen Quellen mit ihren Amplituden als Ordinaten und ihren Seehöhen als Abszissen in ein Netz ein, so ergibt sich ein Bild hochgradiger Streuung, aus dem man einen annähernd symmetrischen Bogen mit Scheitellage in den mittleren

Seehöhen herausliest. Es liegt da eine geologische Beziehung vor. Die Verwitterung des Quarzphyllits schuf Schiefermulm und Schlamm, der zu weich war um sich zu hohen Halden zu formen. Er floß in die Tiefe und füllte die Furche zwischen dem Hang und der begleitenden Ufermoräne aus. Nur in großen Klumpen und Patzen blieb er an Gesimsen des Steilhanges kleben. So kommt es hier nicht zur Entwicklung von stark in der Wärme schwankenden Quellen.

Bergaufwärts von der Oberkante des Würmtroges nimmt des Hanges Steilheit ab und es mengt sich dem Schieferbrei viel Trümmerwerk der höher oben anstehenden Quarzkonglomerate bei. So kommt es zu größerer Anhäufung von Verwitterungsschichten und zur Bildung oberflächennaher Adergeflechte. Auch subterrane Bächlein von großer Wärmeamplitude entwickeln sich hier.

Noch weiter oben steigt das Gelände sanfter an, nur räumlich beschränkte Haldenbildung und zumeist in engem Felsgeklüft verlaufende Quellstränge. Dann abermals steiler Geländeanstieg und Entwicklung mächtiger Blockwerke von Quarzkonglomerat. Diesen zu Füßen entspringen 68, 69 mit größerer Amplitude.

Dem Verlauf der Jahresamplitude bei zunehmender Seehöhe in Form eines in den mittleren Höhenlagen kulminierenden Wellenberges entspricht eine Beschleunigung der Abnahme des herbstlichen Maximums und eine Verzögerung der Abnahme des Minimums im Frühling. Der erstere Sachverhalt ist die Umkehrung dessen, was man erwarten würde. Könnten sich die allgemeinen Ursachen des bergaufwärts erfolgenden Zurückbleibens der Bodenabkühlung gegenüber der Lufterkaltung in einer bloßen Verlangsamung der Temperaturabnahme mit der Höhe auswirken, so müßten sich die regionalen Verhältnisse in einer Verzögerung dieser Abnahme kundtun. Im Quarzphyllitgebiet westlich der Sill flacht sich das Gelände bergaufwärts sehr ab, um erst in Gipfelnähe lokale Neigungszunahmen zu erfahren. Man kann für den Grazaunhang auf der Spezialkarte 1 25.000 für um 10 *mm* wachsende Abstände von der 1300-*m*-Isohypse die Höhen ablesen und erhält so als Profilkurve des Gehänges

$$h = 18 \cdot 34\, d^{0 \cdot 8745},$$

wo h die Erhebung über 1300 und d den Abstand von dieser Isohypse in Millimetern bedeutet. Man kann aber auch die Distanzen zwischen den Isohypsen in Millimetern abmessen und erhält so, weil der Vertikalabstand derselben 4 *mm* beträgt, für jede Teilzone des Gehänges die Tangente des Neigungswinkels. Es ist für das Intervall 1300—1400 $\operatorname{tg} \alpha = {}^2/_3$, $\alpha = 33^\circ\, 41'$, für das Intervall 2000—2100 $\operatorname{tg} \alpha = {}^1/_4$, $\alpha = 14^\circ\, 2'$. Für die Tangentenabnahme mit der Höhe ergibt sich dann der Ausdruck:

$$\operatorname{tg} \alpha = 0 \cdot 7039\, \frac{1}{h^{0 \cdot 3963}},$$

wo h die Vertikaldistanz ab 1300 m in Hektometern bedeutet. Bei solcher Sachlage fallen auf eine Bodenstelle bei gleicher Sonnenhöhe die Strahlen unter um so größerem Winkel ein, je höher sie liegt. Aus den Vegetationsverhältnissen sollte noch eine Verschärfung des morphologisch bedingten Unterschiedes zwischen den Erwärmungsmöglichkeiten der unteren und oberen Gehänge erwachsen. Erstere sind von dichtem Fichtenwald mit moosigem Grund bedeckt, letztere von alpiner Heide überwuchert. (Übergangszone von schütterem Lärchenhain.) Unter dem ersteren kann sich bei gleicher Neigung und Stärke der Sonnenstrahlen der Boden nicht so viel erwärmen wie unter der letzteren. Daß sich trotz alledem

Tabelle VIII.

Berechnete jährliche Maxima und Minima und Phasenzeiten der Quellentemperaturen und graphisch extrapolierte Maxima.

Nr.	$M-p$	$M+p$	t_M		Nr.	$M-p$	$M+p$	t_M	
1	4·83	6·17	6·23	202°57′	36	0·74	5·72	5·72	233°31′
2	1·82	7·36	7·37	233°31′	37	1·39	6·09	6·05	219°43′
3	5·26	5·50	5·54	206°53′	38	—0·75	6·41	6·39	236°28′
4	5·25	5·59	5·62	191° 7′	39	2·90	4·02	3·99	188° 9′
5	3·81	5·41	5·53	189° 8′	40	0·73	5·77	5·83	200°58′
6	4·97	6·39	6·31	188° 9′	41	2·62	3·38	3·37	198° 1′
7	4·56	5·54	5·53	224°38′	42	2·79	3·31	3·32	199°59′
8	3·43	5·19	5·20	221°41′	43	2·30	4·18	4·17	204°55′
9	3·42	5·12	5·11	191° 7′	44	0·11	5·11	5·03	219°43′
10	3·24	4·48	4·51	209°51′	45	0·53	5·11	5·07	218°43′
11	3·48	4·62	4·66	219°43′	46	—0·46	5·24	5·22	224°38′
12	3·84	5·86	5·88	209°51′	47	2·06	3·84	3·86	202°57′
13	3·35	5·47	5·50	211°49′	48	1·89	3·71	3·72	210°50′
14	1·07	6·11	6·19	219°43′	49	—1·75	7·31	7·28	230°33′
15	3·92	5·42	5·43	212°48′	50	1·45	4·73	4·81	197°02′
16	4·01	4·83	4·85	212°48′	51	2·95	4·85	4·82	196° 3′
17	2·55	6·59	6·74	206°53′	52	1 12	4·76	4·73	223°39′
18	1·01	5·51	5·58	216°45′	53	2·92	4·20	4·18	210°50′
19	3·43	5·75	5·74	198° 1′	54	1·95	3·57	3·59	229°34′
20	2·63	5·89	5·88	220°42′	55	3·17	4·45	4·46	193° 5′
21	1·73	7·09	7·10	213°48′	56	1·81	4·85	4·84	193° 5′
22	2·57	5·05	5·06	217°44′	57	1·94	4·16	4·10	190° 8′
23	2·67	5·01	5·03	181°15′	58	1·88	4·90	4·65	179°17′
24	3·68	6·16	6·15	200°58′	59	1·36	5·30	5·35	165°28′
25	2·20	5·22	5·29	214°47′	60	1·80	4·16	4·09	186°11′
26	2·73	5·03	5·19	183°13′	61	1·94	1·94	—	—
27	3·72	4·76	4·78	190° 8′	62	2·19	2·83	2·84	219°43′
28	3·36	5·04	5·09	191° 7′	63	1·82	2·94	2·95	224°38′
29	2·73	6·17	6·13	210°50′	64	1·92	1·92	—	—
30	—2·33	6·71	6·74	232°32′	65	2·09	2·85	2·83	188° 9′
31	0·49	5·27	5·27	240°25′	66	1·39	2·85	2·95	178°18′
32	0·04	6·22	6·41	241°24′	67	1·88	2·60	2·56	181°15′
33	3·03	6·31	6·19	178°18′	68	—0·90	3·54	3·63	223°39′
34	2·73	4·59	4·56	165°28′	69	0·40	3·34	3·37	222°40′
35	1·43	5·63	5·65	230°33′	70	1·71	2·71	2·71	171°23′

für den Spätsommer eine Beschleunigung der Abnahme der Quellentemperatur mit der Höhe ergibt, zeigt, wie sehr durch lokale Umstände (die starke Schuttentwicklung in der mittleren Gehängezone) die regionalen und allgemeinen Ursachen der Quellenthermik überkompensiert werden können.

Daß sich für das Minimum der Quellentemperatur eine Verzögerung der Abnahme mit der Höhe ergibt, besagt, daß die Quellen durch die Winterschneedecke keineswegs halbjährig dem Einflusse des Klimas entzogen sind. Auf die Tiefe des Minimums wirkt auch die winterliche Luftkälte ein, eine relative Depression der Werte in der Höhenzone der oberflächennahen Quelladernetze bedingend.

Tabelle VIII enthält die durch die Ausgleichsrechnung bestimmten Tiefst- und Höchstwerte der Quellentemperaturen ($M-p$ und $M+p$), die graphisch extrapolierten Maxima (t_M) und die Phasenwinkel (ν). Bei Anordnung der Quellen nach wachsenden Werten des Parameters gestaltet sich die Verteilung nach der Seehöhe so ungleich, daß man keine vergleichsfähigen Werte für fortlaufende Hektometerzonen erhalten kann. Man muß sich mit der Ableitung von Durchschnittswerten der Halbamplituden für Höhenlagen von ungleichem Abstand begnügen und einer auf Grund solcher Werte freihändig gezeichneten Verlaufskurve die gesuchten Werte entnehmen. Man erhält so in Ganzamplituden ($2\,p$) ausgedrückt:

1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
0·60	1·40	1·70	2·50	3·00	3·00	2·10	1·70	1·30	0·70

Man kann aber auch für die Extreme, deren Verteilungsbild nach Größe und Seehöhe keine so große Streuung aufweist, Verlaufskurven ziehen und erhält so:

	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
$t_{max.}$.	5·90	5·85	5·75	5·60	5·35	4·95	4·45	3·80	3·10	2·30
$t_{min.}$	5·00	4·00	3·40	2·90	2·50	2·20	2·00	1·80	1·75	1·70
a	0·90	1·85	2·35	2·70	2·85	2·75	2·45	2·00	1·35	0·60

Diese Wertreihe zeigt einen viel mehr ausgeglichenen Verlauf. Man könnte da an eine rechnerische Wiedergabe durch den einfachen Ausdruck

$$a = 0{\cdot}75 + 0{\cdot}1025\,(9-h)\,h$$

denken. 0·75 das Mittel der Amplituden auf den Endpunkten des Höhenintervalls; h in Hektometern ausgedrückt, für $h=4$ $a=2{\cdot}80$, das Mittel der Amplituden auf 1600 und 1700 m Höhe.

Man erhielte so bei einem mittleren Fehler von $\pm 0 \cdot 15$ die Wertreihe:

0·75 1·57 2·20 2·60 2·80 2·80 2·60 2·20 1·57 0·75

Doch hat die Beschreitung des Weges der Rechnung nur einen Zweck, wenn sich dadurch ein in der Erscheinung verborgenes Gesetz aufdecken läßt; dies ist bei einem durch lokalgeologische Verhältnisse bedingten Sachverhalte nicht der Fall. Der zur Suche nach einer einfachen Relation lockende Umstand, daß die größte Amplitude genau auf die Mitte des betrachteten Höhenintervalls fällt, ist als „Zufall" zu werten.

Eher könnte man die Änderung der Extreme mit der Seehöhe durch Formeln darstellen, um die Abweichung vom Jahresmittelgange zu zeigen. Es wurden die den gezeichneten Verlaufskurven zunächstliegenden gegebenen Werte und die für ihre Schnittpunkte mit den Isohypsen abzulesenden Werte zur Aufstellung von Bedingungsgleichungen benutzt.

Die Extreme wurden von ihren Werten an der Basis des Gebirgsabhanges ab in Rechnung gestellt, die Höhen — in Hektometern ausgedrückt — von der Seehöhe dieser Basis ab genommen. Für das Maximum ergaben sich als einfachste Exponentialausdrücke aus den Schnittpunkten:

$$M = 0 \cdot 0261\, h'^{\,2 \cdot 221}$$

und aus den kurvennahen Werten:

$$M = 0 \cdot 0204\, h'^{\,2 \cdot 234},$$

woselbst $M = 5 \cdot 90 - t_{\text{max.}}$ und $h' = h - 1 \cdot 90$.

Für das Minimum der Quellentemperatur aus den Schnittpunkten:

$$m = 1 \cdot 557\, h'^{\,0 \cdot 328}$$

und aus den kurvennahen Werten (andere Quellen als beim Maximum):

$$m = 1 \cdot 448\, h'^{\,0 \cdot 374},$$

woselbst $m = 5 \cdot 00 - t_{\text{min.}}$.

Mit den aus den Schnittpunkten erhaltenen Faktoren und Exponenten von h' ergeben sich folgende Werte der Temperaturextreme auf den Isohypsen:

	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
$t_{\text{max.}}$ ..	5·90	5·82	5·74	5·58	5·30	4·93	4·45	3·87	3·18	2·38
$t_{\text{min.}}$	(4·27)	(3·40)	3·06	2·74	2·52	2·34	2·17	2·03	1·90	1·78
a ...	(1·63)	(2·42)	2·68	2·84	2·78	2·59	2·28	1·84	1·28	0·60

Die Werte des Maximums werden mit einem mittleren Fehler von nur $\pm 0 \cdot 036$ wiedergegeben. Weniger gut ist die Wiedergabe

der Minima. Sie verschlechtert sich in den untersten Höhenzonen (von 1500 abwärts, bis dahin mittlerer Fehler $+0\cdot14$) und dementsprechend wird für diese auch die Darstellung der Amplituden unzureichend.

Erwähnt sei noch, daß — entsprechend dem Verhalten des Maximums — auch die Temperaturen zu Ende Juli und Ende August eine Beschleunigung ihrer Abnahme mit der Höhe in geringem Maße erkennen lassen. Daß sie eingangs doch in lineare Verläufe ausgeglichen wurden, begründet sich damit, daß für den dort mit dem Ausgleich erstrebten Zweck eine gleiche Behandlung aller vier Termintemperaturen erwünscht erschien.

Phasenzeit und Seehöhe.

Auch bei Anordnung der Quellen nach wachsenden Werten des Phasenwinkels gestaltet sich ihre Verteilung nach der Seehöhe so ungleich, daß man sich nur Durchschnittswerte der Phasenzeit für Höhenlagen von ungleichem Abstand als Fixpunkte für die Zeichnung einer Kurve verschaffen kann, die die Werte für die Isohypsen ergibt. Man findet bei Abrundung auf halbe Grade:

1200	1250	1300	1350	1400	1450	1500	1550	1600
200	202	205	209	212	213·5	214	213·5	213
1650	1700	1750	1800	1850	1900	1950	2000	2050
211·5	210	207·5	204	199	192	186	182	180

Der Eintritt des Maximums der Quellentemperatur erfolgt am Fuße des Berghanges um den 26. September und verfrüht sich mit wachsender Höhe um zwei Wochen. Auf der Isohypse von 1500 *m* so weit vorgeschoben, wird er wieder rückläufig, um nach Durchschreitung des am Gebirgsfuße eingehaltenen Termines in 1845 *m* sich in der Region der obersten Quellen um noch drei Wochen zurückzuverlegen (auf Mitte Oktober). Bei den extremen Fällen wiederholt sich die im Gesamtmittel geltende Abhängigkeit des Maximumtermines von der Seehöhe, insofern die weiteste Vorschiebung, bis Mitte August, in halber Höhe des Gehänges eintritt (bei Nr. 31 und 32) und die Verfrühung am Fuße des Gehänges einen größeren Höchstbetrag erreicht als an der oberen Grenze des Quellhanges (23. August bei Nr. 2 und Anfang September bei 68 und 69).

Zum Unterschiede von den Amplituden kehren die Phasenzeiten nach ihrem Exkurse in der mittleren Gehängezone nicht bloß wieder zu ihren Werten am Gebirgsfuße zurück, sie verschieben sich noch weiter nach rückwärts. An anderer Stelle[1] habe ich die Gründe angeführt, welche im zentraltirolischen Gebirgs-

[1] Diese Sitzungsber., 1903, p. 462.

klima — bei gleicher Tiefe der Adergeflechte — eine Verspätung des Maximums der Quellentemperaturen in der alpinen Region (gegenüber dem Subalpinum) bedingen. Diese Verspätung wirkt dem entgegen, daß die Hinausschiebung des Minimums der Quellentemperatur wegen der Verspätung der Schneeschmelze mit wachsender Seehöhe zu einer starken Asymmetrie der Jahreskurve der Quellentemperatur führen müßte.

Die vor vielen Jahren von mir aus den Beobachtungen meines Vaters abgeleiteten Termine des Abschmelzens der Winterschneedecke im Gebirge südlich von Innsbruck[1] sind aber so späte, daß sich die bei vielen Quellen festgestellte gute Anschmiegung des Temperaturverlaufes an die Sinuskurve doch nicht erklären ließe. Der untere Rand jener Decke liegt in 1200 *m* am 6. April und zieht sich (bei einem Schwanken der Steigdauer um 100 *m* zwischen vier und zwölf Tagen) in 78 Tagen um 1000 *m* empor.

Die gefundenen Werte mögen angenähert auch für die Südflanke des äußeren Gschnitztales gelten; zu beachten ist aber, daß die schneebürtige Abkühlung eines Quellwassers erst merkbar werden kann, wenn der untere Rand der Schneedecke ein Stück über die Höhenlage der Quelle emporgerückt ist. Im folgenden sind darum die Differenzen ds zwischen den den vorangeführten Winkelwerten entsprechenden Terminen und den Eintrittstagen der Schneeschmelze S in um 100 *m* höherer Lage mitgeteilt. Sie betragen von 1500 *m* aufwärts zwei Monate und darüber.

	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200
ds	21	31	48	62	69	72	70	64	61	66
S	17.IV.	25.IV.	2. V	14. V.	22. V	28. V	1. VI.	5. VI.	12. VI.	22. VI.

Im Laufe des Juni wird bei vielen der betrachteten Quellen aber schon das Jahresmittel durchschritten. Es stand schon zur Erörterung, daß bei diesen Quellen die Winterschneedecke keine halbjährige volle Unabhängigkeit der Temperaturverhältnisse vom Thermoklima bedingt und daß Umstände vorhanden sind, welche einen Einfluß des tiefen winterlichen Minimums der Lufttemperatur auf die Quellen ermöglichen. Es gilt dies, insoweit nicht aus hydroklimatischen Gründen ein gänzliches Versiegen der Quellen im Winter erfolgt.

Im Vorjahre habe ich Fälle sehr weitgehender Beeinflussung von Quellentemperaturen durch die Schneeschmelze mitgeteilt.[2]

[1] F. v. Kerner, Untersuchungen über die Schneegrenze im Gebiete des mittleren Inntales. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, LIV. Bd., ,1887, p. 41.

[2] F. v. Kerner, Der Einfluß der Schneeschmelze auf den Wärmegang der Gebirgsquellen. Diese Sitzungsber., 147. Bd., 1938.

Sie betrafen aber nicht Hangquellen im Phyllitgebiet, sondern Wasseraustritte am Grunde eines schutterfüllten Kares im Dolomitgebirge.

Zum Schlusse sei noch ein Blick auf die Beziehungen der Temperaturelemente unter sich getan. Die Ungleichheit der Quellenverteilung nach der Seehöhe und die Wertestreuung bedingen es, daß sich die Abhängigkeit der Amplitude und Phasenzeit von der mittleren Jahrestemperatur anders gestaltet als jene von der Seehöhe, obschon zwischen dieser und dem Jahresmittel eine lineare Relation besteht. Zwischen den Verknüpfungen der höchsten und tiefsten Jahresmittel mit kleinen Amplituden wölbt sich ein breiter Wellenberg auf, dessen Scheitel aber nicht mittlings liegt, sondern seitwärts gedrängt ist. Man findet (Tm = Stufenwert des Jahresmittels, A = mittlere Amplitude):

Tm	5·5—5	5—4·5	4·5—4	4—3·5	3·5—3	3—2·5	2·5—2
A	0·86	2·46	2·24	2·64	3·12	3·20	0·96

Die Abhängigkeit der Phasenzeit vom Jahresmittel läßt keine Gesetzmäßigkeit erkennen. Man findet als durchschnittlichen Phasenwinkel für Stufenwerte der mittleren Jahrestemperatur:

Tm	5·5—5	5—4·5	4·5—4	4—3·5	3·5—3	3—2·5	2·5—2
	202·5	203·5	208·5	203·5	200·5	220	200

Im Verteilungsbilde der Amplituden nach wachsenden Werten der Phasenverspätung läßt sich aus starker Wertestreuung eine logarithmische Kurve herauslesen. Aus sich sehr ungleich verhaltenden Einzelfällen ergibt sich als mittlere Beziehung zwischen Parameter und Phasenwinkel bei einem Dekrement von 0·1379 für 10° Winkeländerung:

v	230	220	210	200	190	180	170
p	2·65	1·93	1·40	1·02	0·74	0·54	0·39

Für die Nordflanke des äußeren Gschnitztales erhielt ich vormals[1] aus Beobachtungen der Bodentemperatur als Phasenverspätung pro 1 m Tiefenzunahme 17·5 Tage. Dieser Wert könnte bei der Ähnlichkeit der Böden (Glaziallehm mit Gehängeschutt gemischt) auch für den Quellhang gelten.

Dann würden die Quellen mit 0·78 Amplitude 3·4 m tiefer wurzeln als die mit 5·30 Schwankung und diese um 1·7 m tiefer als die ganz oberflächlichen (Nr. 30 und 49), für welche p = 4·52 und 4·53 gefunden wurde. Daß sich bei diesen keine entsprechend große Phasenverfrühung ergab, ist dahin zu deuten, daß bei ihnen die sehr wechselnden Einflüsse der Luftwärme so groß sind, daß selbst noch in mehrjährigen Mittelwerten der der Theorie entsprechende Sachverhalt verschleiert sein kann.

[1] Der Einfluß der Schneeschmelze usw., l. c.